

## Stratygrafia wapieni tytonu dolnego-aptu dolnego skałki Niedźwiedź w allochtonie wierchowym polskich Tatr Zachodnich

Urszula Borowska<sup>1</sup>



**Stratigraphy of the Lower Tithonian–Lower Aptian limestones of the Niedźwiedź crag from the High-Tatra allochthon, Polish Western Tatra Mountains.** Prz. Geol., 63: 164–171.

**A b s t r a c t.** Benthic foraminifera, tintinnids and calcareous dinocysts provide new important biostratigraphic data on the age of the Raptawicka Turnia Limestone Formation and Wysoka Turnia Limestone Formation of the Niedźwiedź crag geological section in the Polish Western Tatra Mts. Foraminiferal assemblages of shallow-water limestones from the Niedźwiedź section contain some stratigraphically significant species, including *Haghimashella arcuata* (Haeusler), *Protomarssonella kummi* (Zedler), *Uvigerinammina uvigeriniformis* (Seibold & Seibold) and *Textulariopsis jurassica* (Guembel). Sporadic planktonic microfossils, such as the tintinnid *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu & Filipescu), calcareous dinocysts (*Cadosina minuta* Borza, *Colomisphaera*

*lucida* Borza, *C. tenuis* (Nagy), *C. varia* Rechanek and *Parastomiosphaera malmica* (Borza), have also been identified. On the basis of these microfossil assemblages the lower and middle parts of the Niedźwiedź section was dated as the Lower Tithonian–Barremian. Limestones of the Raptawicka Turnia Limestone Formation section represent peloidal, peloidal-oolitic and peloidal-oolitic-bioclastic facies. Limestones from the Wysoka Turnia Limestone Formation of the Niedźwiedź section was dated as the Upper Barremian–Lower Aptian, based on a specific composition of foraminifera assemblages, that suggest an eroded carbonate platform as a source of Urgonian-type carbonate material. The boundary between the formations occurs within a poorly dated interval (Valanginian–Barremian).

**Keywords:** benthic foraminifera, calcareous dinocysts, Upper Jurassic, Lower Cretaceous, Tatra Mountains

Utwory jury górnej i kredy dolnej występują w Tatrach zarówno w serii wierchowej (Tatricum), jak i w serii reglowej dolnej – jednostce krizniańskiej (Fatricum) (ryc. 1), lecz przedstawiają kopalny zapis zupełnie różnych środowisk o odmiennych cechach facjalnych, które powstały w basenach o urozmaiconej topografii przy północno-zachodniej krawędzi Oceanu Tetydy (np. Neugebauer i in., 2001). Różne wykształcenie facji (ryc. 2) było zdeterminowane nie tylko batymetrią basenów sedymentacyjnych Tatricum i Fatricum, ale również procesami zachodzącymi na platformach węglanowych, zmianami klimatycznymi, eustatycznymi i tektonicznymi. Basen Fatricum znajdował się pomiędzy wyniesionymi obszarami – na północy Tatricum, a na południu Veporicum (Plašienka & Prokešová, 1996). Omawiane utwory wykazują lateralną zmienność facjalną. Oboczna zmienność facji stwierdzona w samej jednostce wierchowej, np. na zachód od Doliny Kościeliskiej, gdzie wapienie platformowe wieku barrem–apt dolny są zastąpione przez ciemne wapienie mikrytowe z czerstami formacji wapieni z Osobitej, sugeruje łagodne pogłębienie powierzchni dna basenu w kierunku zachodnim (Lefeld, 1997).

Zróźnicowanie facjalne i stosunkowo płytkowodne wykształcenie osadów sprawiają, że ustalenie stratygrafii kredy dolnej jednostki wierchowej jest dużym wyzwaniem, ponieważ między poszczególnymi profilami mogą zachodzić istotne różnice wiekowe.

W jednostce krizniańskiej utwory najwyższej jury i dolnej kredy są lepiej rozpoznane stratygraficznie (np. Kędziński & Uchman, 1997; Michalik & Soták, 1997; Uchman, 1997; Pszczółkowski, 2001, 2003; Gedl i in., 2003, 2004, 2007; Grabowski & Pszczółkowski, 2004, 2006a,b) niż ich odpowiedniki z jednostki wierchowej. Wiele profili jednostki wierchowej nie doczekało się dotąd szczegółowej analizy, dlatego też celem opracowania była

szczegółowa analiza mikropaleontologiczna wybranego profilu dolnej kredy serii wierchowej. W niniejszym artykule przedstawiono biostratygrafię wapieni formacji wapieni z Raptawickiej Turni i formacji wapieni z Wysockiej Turni z profilu skałki Niedźwiedź, należących do allochtonu wierchowego. Rozpoznano wiele istotnych stratygraficznie mikroskamieniałości, głównie otwornic, których znaczna część została opisana z Tatr po raz pierwszy.

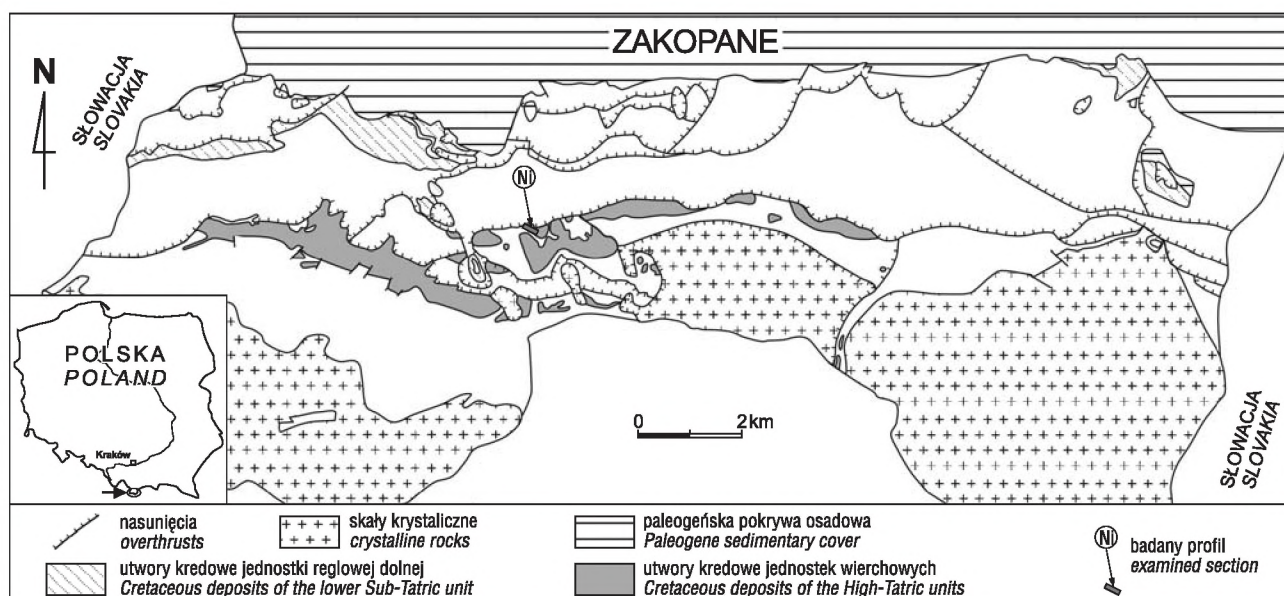
### ZARYS DOTYCHCZASOWYCH BADAŃ

Wyższa część formacji wapieni z Raptawickiej Turni, znana jako „wapienie malmo-neokomu serii wierchowej” (Rabowski, 1925, 1959; Passendorfer, 1951; Kotański, 1959a, b, 1961), wieku tyton–hoteryw zawiera masywne wapienie peloidowe, ooidowe („pseudoolitowe”) i onkolitowe (Lefeld i in., 1985). Występuje w nich charakterystyczna mikrofacja z *Saccocoma* (Lefeld & Radwański, 1960). W utworach autochtonicznych, z najwyższego tytonu i beriasu oznaczono liczne Tintinnidae z rodzajów *Craspicollaria*, *Calpionella* i *Tintinnopsella* (Lefeld, 1968). W allochtonie wierchowym tintinnidy są rzadko spotykane lub ich brak, co utrudnia określenie lub uściślenie pozycji stratygraficznej. Utwory te są zapisem sedymentacji w otwartym, niezbyt głębokim morzu (Lefeld, 1985a) i wskazują na spływanie zbiornika wierchowego.

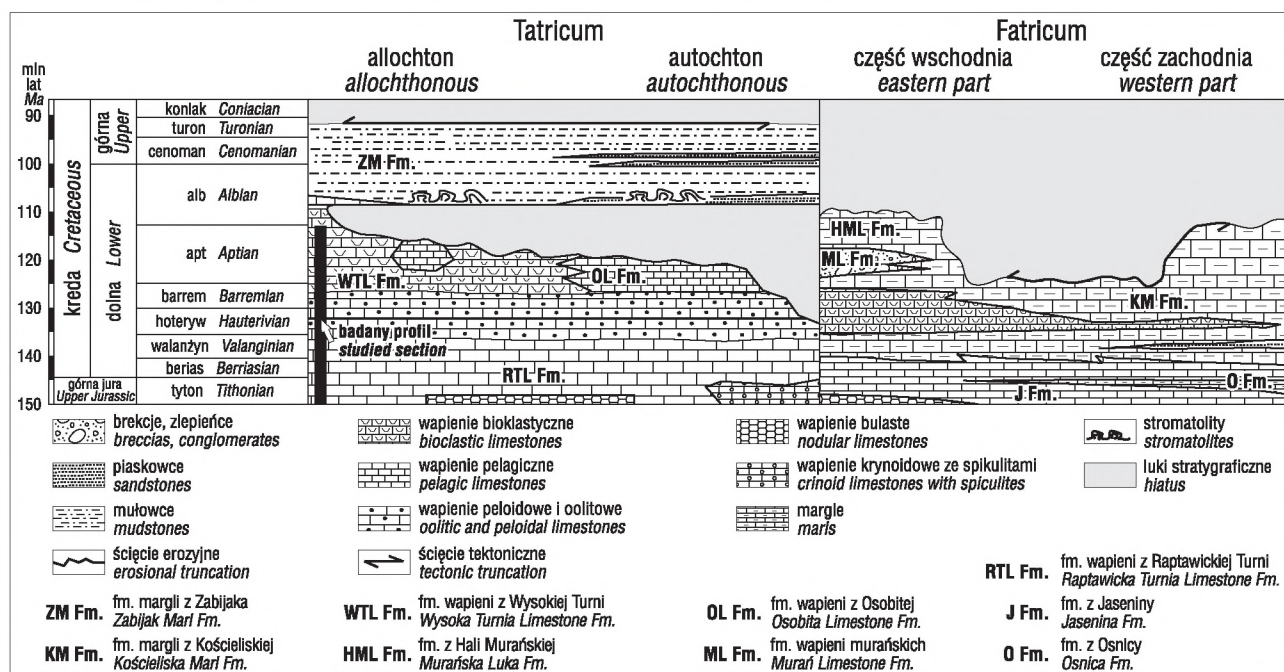
Stale płyciejący zbiornik górnourajski, a później dolnokredowy (Passendorfer, 1951; Lefeld, 1968; Reháková, 1995) umożliwił w hoterywie powstanie platformy nerytycznej, która posłużyła za podłoże dla raf urgońskich (Lefeld, 1997). Prawdopodobnie były to rafy kępkowe (*patch reefs*) powstałe w warunkach regresywnych (Lefeld, 1968, 1997). Z niszczenia tych pierwotnych struktur rafowych powstały utwory tworzące formację wapieni

<sup>1</sup> Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, ul. Oleandry 2a, 30-063 Kraków; urszula.borowska@uj.edu.pl.





Ryc. 1. Lokalizacja obszaru badań. Ni – profil Niedźwiedź (Masse & Uchman, 1997 na podstawie Bac-Moszaszwili i in., 1979)  
Fig. 1. Location of the study area. Ni – Niedźwiedź section (Masse & Uchman, 1997 based on Bac-Moszaszwili et al., 1979)



Ryc. 2. Uproszczony schemat litostratigrafii utworów górnej jury i kredy, Tatricum i Fatricum (wg Lefeld & Żytka, 2008; ze zmianami wg Massego & Uchmana, 1997)

Fig. 2. Simplified lithostratigraphy of the Upper Jurassic and Cretaceous of the Tatricum and Fatricum (after Lefeld & Żytka, 2008; Masse & Uchman, 1997)

z Wysokiej Turni (Lefeld, 1985b, 1997), do której zaliczono kremowe wapienie organodetrytyczne (biokalkarenity) i biokalkarenity, a także brekcje rafowe, obfitujące w różnorodną faunę – koralie kolonijne (Morycowa & Lefeld, 1966), gąbki kalcyfikujące, stułbiopławy, mszywioly, małże, ślimaki i glony wapienne (np. Lefeld, 1968, 1988; Masse & Uchman, 1997) – lokalnie w pozycji przyżyciowej. Passendorfer (1922) porównał te utwory do wapieni facji urgońskiej, a także zwrócił uwagę na znaczne podobieństwo do urgonu strefy helweckiej Alp, wyróżnionego jako formacja Schrattenkalk (Passendorfer, 1930; Lefeld, 1968, 1988). Passendorfer (1930) oznaczył w nich zespół mikro- i makroskamieniałości, na podstawie których określił

pozycję stratygraficzną urgonu wierzchowego Tatr na barrem–apt dolny. Wapienie formacji z Wysokiej Turni z Tatr, łącznie z formacją Schrattenkalk z Alp Wschodnich i formacją Zirc ze Średniogórza Zadunajskiego (Węgry), zaliczono do biolitytowych framestonów i rudstonów/floatstonów, wyróżniając biokalcirudyty i biokalkarenity z koralami, stułbiopławami, mszywiolami, małżami, ślimakami, glonami wapiennymi i otwornicami (Reháková, 1995). Masse & Uchman (1997) oznaczyli wiek zespołu skamieniałości znalezionych w profilu Wysokiej Turni na apt górny–alb, natomiast zespołu skamieniałości z profilu Giewontu, na barrem dolny–apt górny, co oznacza, że górna granica wapieni urgońskich jest diachroniczna.



Powyżej, na lokalnie zerodowanych wapieniach urgońskich niezgodnie zalegają różnorodne osady formacji margli z Zabijaka wieku alb–turon (Krajewski, 1985). Ta luka stratygraficzna od dawna była interpretowana jako efekt krasowienia platformy węglanowej podczas emersji wczesnokredowej (Lefeld, 1968). Zmiany diagenetyczne, takie jak wzrost porowatości i cementacja meteoryczna, sięgają 30 m w dół w podłoże wapieni urgońskich (Krajewski, 2003). Lokalnie omawiana niezgodność jest przykryta przez czerwone osady z hematytem (warstwa/y Ku Stawku; Krajewski, 2003) interpretowane jako reziduum powstałe w warunkach lądowych, częściowo przerabiane i redeponowane w środowisku morskim. Miejscami bezpośrednio na wapieniach formacji z Wysokiej Turni zalegają skondensowane, glaukonitowe, biomikryty i kalkarenity z twardymi dnami, stromatolitami pelagicznymi i onkoidami fosforanowymi (Passendorfer, 1930; Krajewski, 1980, 1981a–c, 1983, 1984, 2003). Kondensacja tych utworów jest związana z zatopieniem platformy węglanowej (np. Masse & Uchman, 1997).

### CHARAKTERYSTYKA OBSZARU BADAŃ

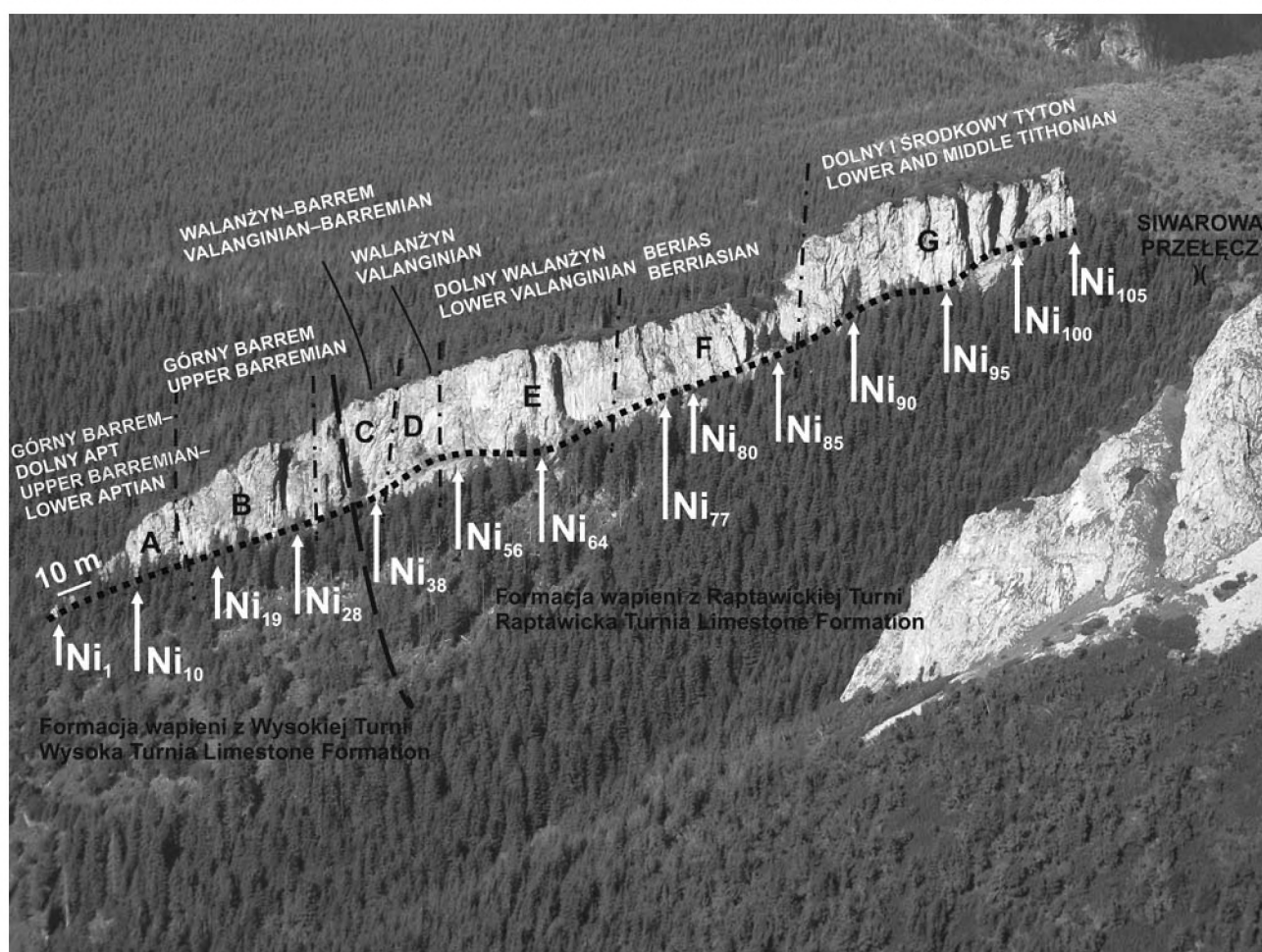
Turnia Niedźwiedź ciągnie się w poprzek Skoruśniaka skalistym pasmem jasno- do ciemnoszarych wapieni jury górnej–kredy dolnej (ryc. 1, 3). Stok Skoruśniaka obniża się ostro na zachodniej stronie do wysokości 1390 m n.p.m.

i sięga przełęczy Siwarowej do wysokości 1531 m n.p.m. Południowo-zachodnia ściana turni jest urwista i eksponowana. Według Zawidzkiej (1967) budują ją, zalegające w normalnym położeniu, wapienie malmo-neokomu w spągowej części i urgonu w części stropowej, które tworzą badany profil (ryc. 3). Pionowe uskoki o krzyżujących się kierunkach spowodowały powstanie charakterystycznych, ostrych załomów i odseparowanie pojedynczych turniczek. Wapienie są masywne, silnie spękane, z licznymi powierzchniami tektonicznymi i gęstą siecią żył kalcytowych. W partiach stropowych profilu jest widoczne lekko różowe zabarwienie skał. Brakuje w literaturze szczegółowej analizy mikrofacjalnej wapieni badanego profilu. Kotański (1963, 1965) uznał łuskę Niedźwiedzia za porwak tektoniczny jednostki wierchowej, wleczony w spąg wielkiej regłowej jednostki Suchego Wierchu i zaklinowany w utworach triasu regłowego – łupkach werfeńskich.

Próbki do badań zbierano co 2 metry, a w miejscach trudno dostępnych co 4 m. Ze 105. próbek wykonano do przeanalizowania 30 płytek cienkich.

### WAPIENIE PROFILU SKAŁKI NIEDŹWIEDŹ

Początek profilu znajduje się w miejscu pobrania stratygraficznie najniższej próbki (Ni105) na Przełęczy Siwarowej, a kończy się przy najniższej położonej ścianie skalnej



**Ryc. 3.** Lokalizacja pobranych próbek skalnych w profilu Niedźwiedź (Ni) wraz z granicami pomiędzy formacjami; A–G zespoły mikroskamieniałości (patrz ryc. 6). Widok ze ścieżki na Ciemniak, na zboczu Gładkiego, Tatry Zachodnie. Fot. A. Uchman

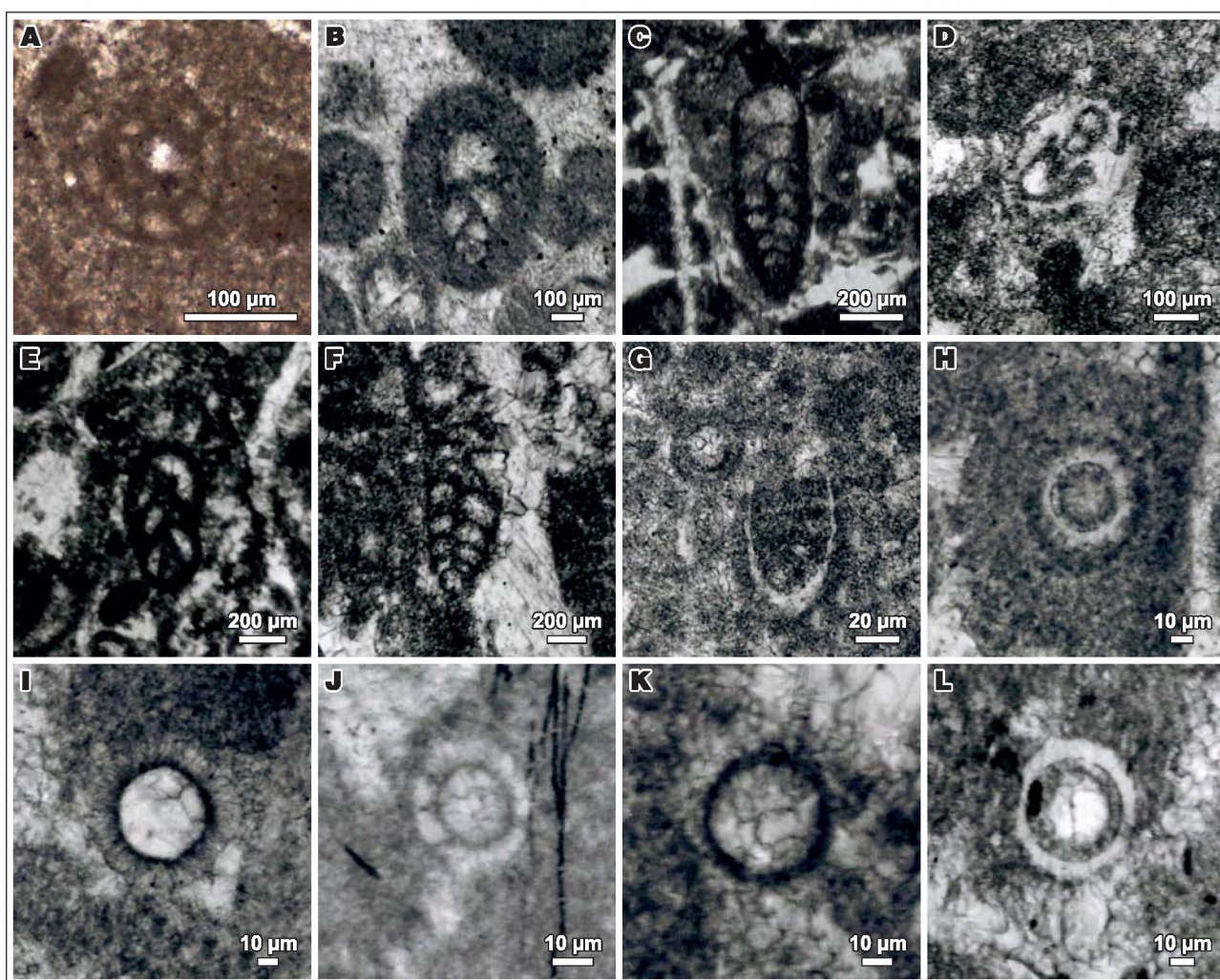
**Fig. 3.** Location of samples the Niedźwiedź section (Ni) with boundaries between formations. A–G microfossil assemblages (see Fig. 6.) View from the trail towards Ciemniak, on the Gładkie slope, Western Tatra Mountains. Photo by A. Uchman



(próbka Ni1; koordynaty GPS: N49°14'59,7"; E19°54'16,1" ±14 m).

W wapieniach na świeżych przełamach są widoczne makroskopowo elementy szkieletowe szkarłupni i bardzo rzadko inne bioklasty. W profilu następuje zmiana facji z wapieni oolitowo-peloidowych do wapieni peloidowych. W terenie przejście między facjami jest niedostrzegalne. Profil tworzą masywne lub słabo uławiczone greinstony, pakstony i wakstony nieznacznie różniące się odcieniami szarości. W płytkach cienkich wyróżniono dwie charakterystyczne mikrofacje. Pierwszą tworzą peloomikryty szkarłupniowe, miejscami przechodzące w peloosparyty szkarłupniowe, należące do formacji wapieni z Raptawickiej Turni. W tej mikrofacji występują skorupki mszywiolów, małży, ślimaków, małżoraczków, rurki wieloszczetów oraz fragmenty aptychów. Otwornice bentoniczne są reprezentowane przez: *Ammobaculites* sp., *Haghimashella arcuata*

(Haeusler) (ryc. 4B), *Protomarssonella kummi* (Zedler) (ryc. 4C), *Uvigerinammina uvigeriniformis* (Seibold et Seibold) (ryc. 4F) i *Textulariopsis jurassica* (Guembel) (ryc. 4E). Spośród mikroorganizmów planktonicznych została oznaczona otwornica „*Globigerina*” w jądrze onkoidu oraz tintinnid *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu et Filipescu) (ryc. 4G). Dinoflagellata są reprezentowane przez *Cadosina minuta* Borza (ryc. 4K), *Colomisphaera lucida* Borza (ryc. 4J), *C. tenuis* (Nagy) (ryc. 4H), *C. varia* Řechanek (ryc. 4I), *Parastomiosphaera malmica* (Borza) (ryc. 4L). Istotnym składnikiem tej mikrofacji są zielenice pelagiczne *Globochaete alpina* Lombard w asocjacji z mikrokrynoidem *Saccocoma* Agassiz. Rozpoznana została także struktura mikrobialna? „*Tubiphytes*”. Poza licznymi peloidami, które stanowią główny składnik badanych wapieni, występują także ooidy, których struktura wewnętrzna jest zatarta przez silną mikrytyzację, przypominającą mikroonko-



**Ryc. 4.** Mikroskamieniałości z wapieni profilu Niedzwiedź. **A** – *Debarina hahounerensis* Fourcade, Raoult et Vila, (przekrój poprzeczny), Ni1; **B** – *Haghimashella arcuata* Haeusler, (przekrój podłużny), Ni68; **C** – *Protomarssonella kummi* (Zedler), (przekrój podłużny), Ni21; **D** – *Protopenereplis ultragranulata* (Gorbachik), (przekrój poprzeczny), Ni46; **E** – *Textulariopsis jurassica* (Guembel), (przekrój podłużny), Ni46; **F** – *Uvigerinammina uvigeriniformis* (Seibold et Seibold), (przekrój podłużny), Ni81; **G** – *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu et Filipescu), Ni61; **H** – *Colomisphaera tenuis* (Nagy), Ni65; **I** – *Colomisphaera varia* Řechanek, Ni34; **J** – *Colomisphaera lucida* Borza Ni90; **K** – *Cadosina minuta* Borza, Ni61; **L** – *Parastomiosphaera malmica* (Borza), Ni92

**Fig. 4.** Microfossils from the limestones of the Niedzwiedź section. **A** – *Debarina hahounerensis* Fourcade, Raoult et Vila, (transversal section), Ni1; **B** – *Haghimashella arcuata* Haeusler, (longitudinal section), Ni68; **C** – *Protomarssonella kummi* (Zedler), (longitudinal section), Ni21; **D** – *Protopenereplis ultragranulata* (Gorbachik), (transversal section), Ni46; **E** – *Textulariopsis jurassica* (Guembel), (longitudinal section), Ni46; **F** – *Uvigerinammina uvigeriniformis* (Seibold et Seibold), (longitudinal section), Ni81; **G** – *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu et Filipescu), Ni61; **H** – *Colomisphaera tenuis* (Nagy), Ni65; **I** – *Colomisphaera varia* Řechanek, Ni34; **J** – *Colomisphaera lucida* Borza Ni90; **K** – *Cadosina minuta* Borza, Ni61; **L** – *Parastomiosphaera malmica* (Borza), Ni92



idy („pseudopeloidy” Lefeld, 1968, 1985a). Ich jądra stanowią najczęściej małe otwornice bentoniczne lub ich fragmenty, także fragmenty skorupek małżoraczków, muszli małży i ślimaków oraz wapienne dinocysty, *Saccocoma* i *Globochaete alpina* Lombard. Część ziaren posiada mikrytowe otoczki (kortoidy). Większość składników mikrofacji jest silnie zmikrytyzowana, co uniemożliwia ich interpretację.

Druga mikrofacja to biopelmikryty (pakstony) i biopelsparyty (greinstony) formacji wapieni z Wysokiej Turni, zdominowane przez elementy szkieletowe szkarłupni. Obecne są również nieliczne, lecz większe od innych bioklastów, fragmenty mszywiolów, w tym form inkrustujących z rodzaju *Berenicea* (opisanego jako *Incertaina sedis*, np. Zatoń & Taylor, 2009). Pozostałe składniki mikrofacji to pokruszone muszle małży, ślimaków i rurki wieloszczetów (*Terebella*). Zespół otwornic składa się z pojedynczych osobników dużych otwornic bentonicznych z gatunku *Palorbitolina lenticularis* (Blumenbach) oraz małych otwornic: *Debarina hahounerensis* Fourcade, Raoult et Vila (ryc. 4A), *Protopenneroplus ultragranulata* (Gorbachik) (ryc. 4D), *Dobrogelina* sp., *Epistomina* sp., *Gaudryina* sp., *Lenticulina* sp. oraz pojedynczy okaz *Protomarssonella kummi* (Zedler) (ryc. 4C). Charakterystycznym komponentem tej mikrofacji są peloidy. Część z nich to pellety (grudki fekalne), a pozostałe to silnie przekrystalizowane, zmikrytyzowane bio- i intraklasty. Wiele allochemów posiada mikrytowe otoczki (kortoidy), najczęściej stan zachowania utrudnia ich rozpoznanie i interpretację.

#### STRATYGRAFIA MIKROPALEONTOLOGICZNA FORMACJI WAPIENI Z RAPTAWICKIEJ TURNI I FORMACJI Z WYSOKIEJ TURNI W PROFILU SKAŁKI NIEDŹWIEDŹ

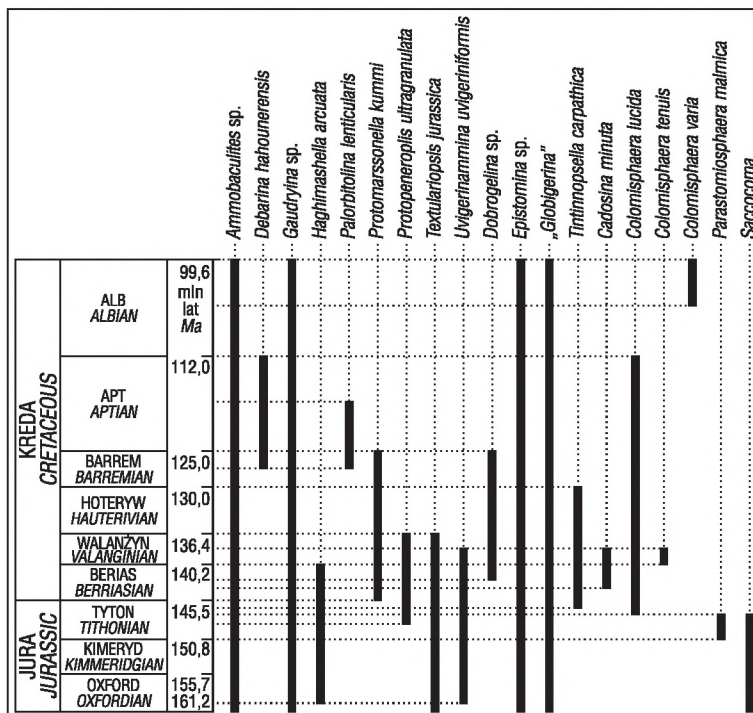
Wśród małych i dużych otwornic bentonicznych oraz lokalnie planktonicznych mikroskamieniałości – wapiennych dinocyst i tintinnidów – w płytkach cienkich rozpoznano wiele istotnych stratygraficznie gatunków, co umożliwiło ustalenie pozycji stratygraficznej badanych wapieni (ryc. 5, 6).

W formacji wapieni z Raptawickiej Turni otwornice bentoniczne są reprezentowane przez *Ammobaculites* sp., *Haghimashella arcuata* (Haeusler), *Protomarssonella kummi* (Zedler), *Uvigerinammina uvigeriniformis* (Seibold et Seibold) i *Textulariopsis jurassica* (Guembel). Spośród mikroskamieniałości planktonicznych oznaczono otwornicę z grupy *Globigerina*, tintinnid *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu et Filipescu) oraz zespół wapiennych dinocyst *Cadosina minuta* Borza, *Colomisphaera lucida* Borza, *C. tenuis* (Nagy), *C. varia* Řechanek i *Parastomiosphaera malmica* (Borza). Pozycję stratygraficzną próbek Ni105–Ni187 ustalono na tyton dolny i środkowy ze względu na współwystępowanie *Parastomiosphaera malmica* (Borza) i *Haghimashella arcuata* (Haeusler) (ryc. 5, 6). Nie zostały oznaczone mikroorganizmy wskazujące na tyton górny. Do beriasu należą próbki Ni84–Ni70, na co wskazuje współwystępowanie *Colomisphaera lucida* Borza, *Uvigerinammina uvigeriniformis* (Seibold et Seibold) i *Haghimashella arcuata* (Haeusler) (ryc. 5, 6). Próbk

Ni68–Ni51 wskazują na dolny walanżyn ze względu na współwystępowanie *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu et Filipescu), *Cadosina minuta* Borza i *Colomisphaera tenuis* (Nagy) (ryc. 5, 6). Pozycję stratygraficzną próbek Ni46–Ni42 wyznaczono na walanżyn nierozdzielony, ponieważ współwystępują *Protopenneroplus ultragranulata* (Gorbachik), *Protomarssonella kummi* (Zedler) i *Textulariopsis jurassica* (Guembel) (ryc. 5, 6). Próbk Ni39–Ni34 wskazują na walanżyn–barrem ze względu na występowanie *Protomarssonella kummi* (Zedler) oraz ze względu na brak w tych próbkach mikroskamieniałości charakterystycznych dla walanżynu, które występują w próbkach niższych stratygraficznie (ryc. 5, 6). Nie znaleziono także mikroorganizmów charakterystycznych dla hoterywu. W obrębie formacji wapieni z Wysokiej Turni pozycję stratygraficzną próbek Ni28–Ni21 określono na górny barrem – współwystępują *Debarina hahounerensis* Fourcade, Raoult et Vila, *Protopenneroplus ultragranulata* (Gorbachik), *Dobrogelina* sp., *Epistomina* sp. i *Protomarssonella kummi* (Zedler) (ryc. 5, 6). Próbk Ni14–Ni1 wskazują na barrem górny–apt dolny, gdyż występują w nich *Debarina hahounerensis* Fourcade, Raoult et Vila wraz z *Palorbitolina lenticularis* (Blumenbach) (ryc. 5, 6).

#### DYSKUSJA

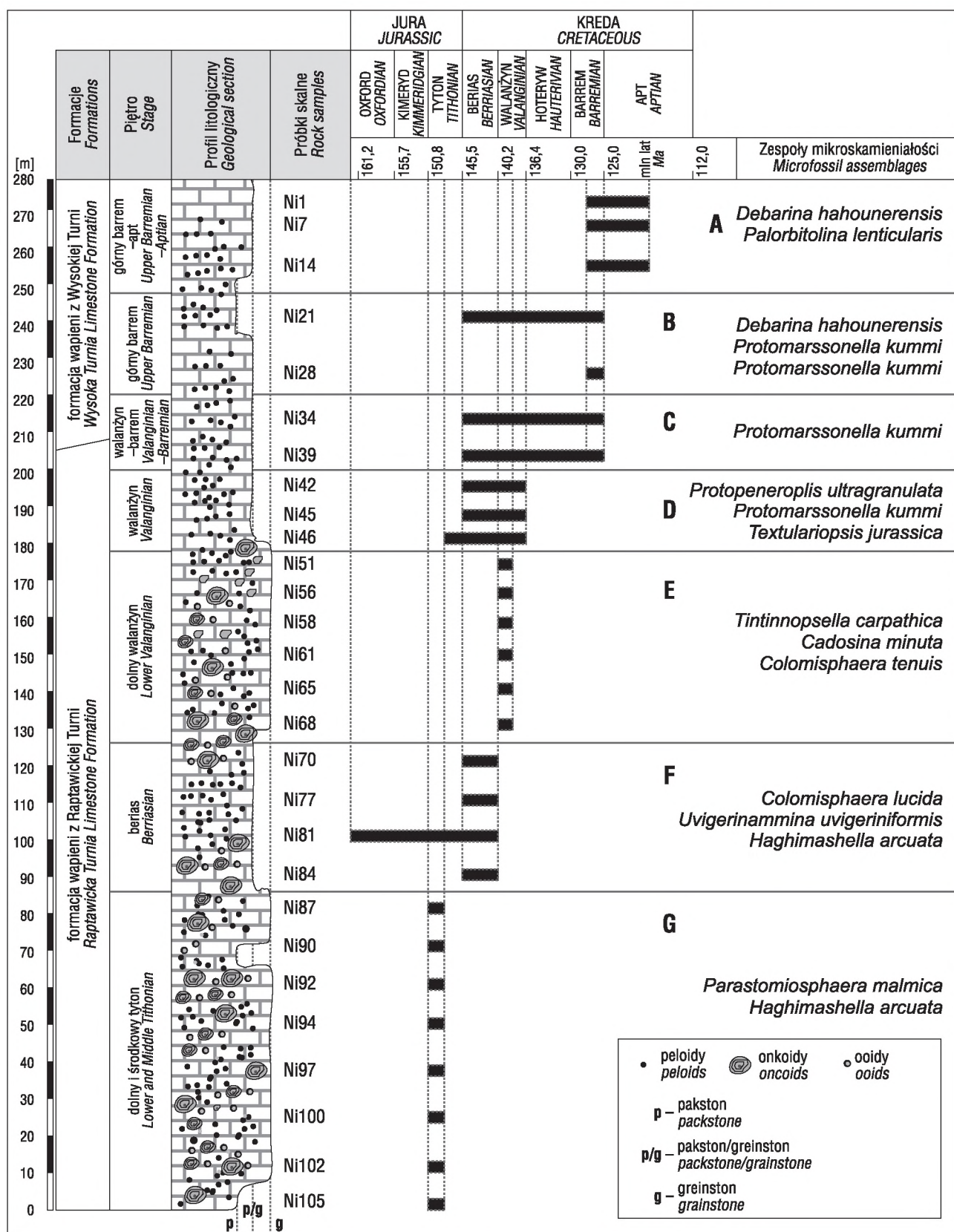
Biostratygrafia kredy dolnej jednostki reglowej (krizniańskiej) jest oparta na kalpionellidach (tintinidach) i nanoplanktonie (np. Kędzierski & Uchman, 1997; Michalik & Soták, 1997; Pszczółkowski, 2001, 2003;). Badania te są poparte danymi magnetostratygraficznymi (Grabowski & Pszczółkowski, 2004, 2006a,b). Opracowano także palinofacje (Gedl i in., 2003, 2004, 2007) oraz wykonano badania ichnologiczne (Uchman, 1997). W jednostce wierchowej tylko częściowo była opracowana biostratygrafia (Passen-



Ryc. 5. Zasięgi mikroskamieniałości z profilu Niedźwiedź. Tabela stratygraficzna wg Gradsteina i in. (2004)

Fig. 5. The ranges of microfossils from the Niedźwiedź section. Stratigraphic scheme according to Gradstein et al. (2004)





Ryc. 6. Stratygrafia i mikrofacje w profilu Niedzwiedź. Ni – próbki skalne  
 Fig. 6. Stratigraphy and microfacies from the Niedzwiedź section. Ni – rock samples

dorfer, 1922; Lefeld, 1968; Masse & Uchman, 1997). W żadnym profilu nie wykonano tak szczegółowych badań jak w skałce Niedzwiedź, w związku z tym praca stanowi istotny przyczynek do rozpoznania stratygrafii serii wierzchovej Tatr.

W przeciwieństwie do jednostek reglowych i autochtonu wierzchowego, w allochtonie jest niewiele tintinnidów, są to pojedyncze wystąpienia, a stan ich zachowania nie zawsze pozwala na identyfikację (Lefeld, 1968). Potwier-



dza się to w profilu Niedźwiedź, gdzie rozpoznano jedną mikroskamieniałość reprezentującą gatunek *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu et Filipescu). W jednostce krizniańskiej została wyróżniona formacja wapieni murańskich wieku hoteryw–barrem, którą tworzą głównie kilkudziesięciometrowej miąższości wapienie organodetrytyczne z olisitolitami, litologicznie przypominającymi wapienie urgońskie z basenu Tatricum (Lefeld, 1974, 1985c, 1988, 2004). Są one zapisem redepozycji materiału z platform węglanowych. Przy próbie rekonstrukcji palinspastykowo-topograficznej tatrzańskiej platformy węglanowej w późnym barremie i wczesnym apcie można przypuszczać, że wapienie formacji z Wysokiej Turni z profilu Niedźwiedź powstawały niedaleko krawędzi platformy, co umożliwiło utworzenie się w barremie i apcie facji zbliżonej do „urgońu”. W przeciwieństwie do pozostałych opisanych w literaturze profili tatrzańskiej facji „schrattenskalk”, barrem górny–apt dolny jest reprezentowany w tym profilu przez bardzo ubogi zespół mikro- i makroskamieniałości.

## WNIOSKI

1. Skalka Niedźwiedź jest zbudowana z wapieni kredy dolnej należących do serii wierzchowej Tatr. Niższą część profilu reprezentują wapienie należące do formacji wapieni z Raptawickiej Turni, wieku od tytonu dolnego, górna granica formacji została wyznaczona w słabo datowanym interwale walanżyn–barrem, nie oznaczono żadnej mikroskamieniałości charakterystycznej dla hoterywu. Wyższą część profilu tworzą wapienie barremu–aptu dolnego formacji wapieni z Wysokiej Turni. Wiek wapieni wyznaczono na podstawie wystąpień otwornic i wapiennych cyst Dinoflagellata.

2. Bardzo niewielka ilość tintinnidów potwierdza przynależność profilu do allochtonu wierzchowego.

Dziękuję prof. Alfredowi Uchmanowi za cenne uwagi i wszelką pomoc w redagowaniu tekstu, a także za opiekę naukową nad pracą magisterską, fragmentem której jest niniejszy artykuł. Serdecznie dziękuję prof. Barbarze Olszewskiej za oznaczenie mikroorganizmów. Podziękowania składam również na ręce profesorów Vlasty Čosovič, Tihomira Marjanac oraz Blanki Cvetko Tešović z Instytutu Geologii na Wydziale Przyrodniczo–Matematycznym (Prirodoslovno–matematički fakultet) Uniwersytetu w Zagrzebiu za konsultacje dotyczące analizy mikrofakalnej. Składam także podziękowania prof. Jerzemu Lefeldowi, dr. Jackowi Grabowskiemu oraz anonimowemu recenzentowi za cenne uwagi.

## LITERATURA

BAC-MOSZASZWILI M., BURCHART J., GLĄZEK J., IWANOW A., JAROSZEWSKI W., KOTAŃSKI Z., LEFELD J., MASTELLA L., OZIMKOWSKI W., RONEWICZ P., SKUPIŃSKI A. & WESTWALEWICZ-MOGILSKA E. 1979 – Mapa Geologiczna Tatr, 1 : 30 000. Wyd. Geol., Warszawa.

GEDL E., KOŁODZIEJ B. & UCHMAN A. 2003 – Wiek i mikrofacje wapieni „typu murańskiego” z formacji margli z Kościeliskiej (fm), Tatry – wyniki wstępne. [W:] IV Ogólnopolskie Warsztaty Mikropaleontologiczne, Mirko 2003, Kazimierz Dolny 28.05–30.05.2003: 23–24.

GEDL E., KOŁODZIEJ B. & UCHMAN A. 2004 – Problem wieku ogniwa wapieni murańskich z formacji margli z Kościeliskiej (Wściekły Żleb, Tatry polskie). 5. Paleontologiczna Konferencja, Zbomnik Abstraktów. Śtátny geologický ústav Dionýa Štúra, Bratislava: 34–35.

GEDL E., KOŁODZIEJ B. & UCHMAN A. 2007 – Muráň Limestone Member (Upper Hauterivian) of the Kościeliska Marl Formation, Polish Western Tatra Mts: dinocyst biostratigraphy and microfacies analysis. Stud. Geol. Pol., 94: 1–102.

GRABOWSKI J. & PSZCZÓŁKOWSKI A. 2004 – Zmiany w sedymentacji w pobliżu granicy jura/kreda w sukcesji regłowej dolnej w Tatrach Zachodnich na podstawie danych magneto- i biostratigraficznych. Geologia Tatr: Ponadregionalny kontekst sedymentologiczny.

Polska Konferencja Sedymentologiczna, VIII Krajowe Spotkanie Sedymentologów, Zakopane, 21–24.06.2004 r. Pol. Tow. Geol., Kraków: 87.

GRABOWSKI J. & PSZCZÓŁKOWSKI A. 2006a – Górny tyton i berias w płaszczewinie regłowej dolnej Tatr Zachodnich w świetle danych lito-, bio- i magnetostratigraficznych. Prz. Geol., 54: 870–877.

GRABOWSKI J. & PSZCZÓŁKOWSKI A. 2006b – Magneto- and biostratigraphy of the Tithonian–Berriasian pelagic sediments in the Tatra Mountains (Central Western Carpathians, Poland): sedimentary and rock magnetic changes at the Jurassic/Cretaceous boundary. Cret. Res., 27: 398–417.

GRADSTEIN F.M., OGG J.G. & SMITH A.G. 2004 – A Geologic Time Scale 2004. Cambridge University Press, s. 589.

KĘDZIERSKI M. & UCHMAN A. 1997 – Age and palaeoenvironment of the Kościeliska Marl Formation (Lower Cretaceous) in the Tatra Mountains, Poland: preliminary results. Ann. Soc. Geol. Pol., 67: 237–247.

KOTAŃSKI Z. 1959a – Nowe badania nad tektoniką serii wierzchowej. Biul. Inst. Geol., 149: 159–177.

KOTAŃSKI Z. 1959b – Profile stratygraficzne serii wierzchowej Tatr Polskich. Biul. Inst. Geol., 139: 1–160.

KOTAŃSKI Z. 1961 – Tektogeneza i rekonstrukcja paleogeografii pasma wierzchowego w Tatrach. Acta Geol. Pol., 11: 187–476.

KOTAŃSKI Z. 1963 – Nowe elementy budowy masywu Czerwonych Wierchów. Acta Geol. Pol., 13: 149–198.

KOTAŃSKI Z. 1965 – Analogie litologiczne trasy tatrzańskiej z trąsem wschodnioalpejskim. Roczn. Pol. Tow. Geol., 35 (2): 143–162.

KRAJEWSKI K.P. 1980 – Z badań sedymentologicznych utworów kredy wierzchowej w Dolinie Kościeliskiej. Prz. Geol., 28 (11): 636–637.

KRAJEWSKI K.P. 1981a – Pelagiczne stromatolity z wapieni albu Tatr. Kwart. Geol., 25: 731–759.

KRAJEWSKI K.P. 1981b – Phosphatic microstromatolites in the High-Tatric Albian limestones of the Polish Tatra Mountains. Bull. Acad. Pol. Sci. Sér. Terre, 29: 175–183.

KRAJEWSKI K.P. 1981c – Phosphatic pizolite structures from condensed limestones of the High-Tatric Albian (Tatra Mts). Ann. Soc. Geol. Pol., 51: 339–352.

KRAJEWSKI K.P. 1983 – Albian pelagic phosphate-rich macrooncolids from the Tatra Mts, Poland. [W:] Peryt T.M. (red.) Coated Grains. Springer, Berlin: 344–357.

KRAJEWSKI K.P. 1984 – Early diagenetic phosphate cements in the Albian condensed glauconitic limestone of the Tatra Mountains Western Carpathians. Sedimentology, 31: 443–470.

KRAJEWSKI K.P. 1985 – Formacja margli z Zabijaka (fm). [W:] Lefeld J., Gaździcki A., Iwanow A., Krajewski K. & Wójcik K. (red.) Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Tatra Mountains. Stud. Geol. Pol., 84: 82–93.

KRAJEWSKI K.P. 2003 – Facies development and lithostratigraphy of the Hightatric, mid-Cretaceous (Zabijak Formation) in the Polish Tatra Mountains. Stud. Geol. Pol., 121: 81–158.

LEFELD J. 1968 – Stratygrafia i paleogeografia dolnej kredy wierzchowej Tatr. Stud. Geol. Pol., 24: 1–115.

LEFELD J. 1974 – Middle–Upper Jurassic and Lower Cretaceous biostratigraphy and sedimentology of the Sub-Tatric succession in the Tatra Mts (Western Carpathians). Acta Geol. Pol., 24: 277–364.

LEFELD J. 1985a – Formacja wapieni z Raptawickiej Turni (fm). [W:] Lefeld J., Gaździcki A., Iwanow A., Krajewski K. & Wójcik K. (red.), Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Tatra Mountains. Stud. Geol. Pol., 84: 82–93.

LEFELD J. 1985b – Formacja wapieni z Wysokiej Turni (fm). [W:] Lefeld J., Gaździcki A., Iwanow A., Krajewski K. & Wójcik K. (red.), Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Tatra Mountains. Stud. Geol. Pol., 84: 82–93.

LEFELD J. 1985c – Lower Sub-Tatric succession. [W:] Lefeld J. (red.), Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Tatra Mountains. Stud. Geol. Pol., 84: 37–82.

LEFELD J. 1988 – Urgonian Formations in the Carpathians. [W:] Narin E.M. (red.), Evolutions of the northern margin of Tethys: The results of IGCP Project 198. Mém. Soc. Géol. France, Paris, Nouvelle Série, 154: 141–145.

LEFELD J. 1997 – Kreda. [W:] Lefeld J. & Gaździcki A. (red.), Przewodnik LXVIII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Zakopane, 2–4 października 1997. Pol. Tow. Geol., Warszawa: 51–55.

LEFELD J. 2004 – Nakładanie się trzech typów depozycji o zwiększającej się prędkości depozycji w dolnej kredzie regłowej Tatr Wschodnich (zarys problematyki). [W:] Kędziński M., Leszczyński S. & Uchman A. (red.) Geologia Tatr: Ponadregionalny Kontekst Sedymentologiczny, Polska Konferencja Sedymentologiczna, VIII Krajowe Spotkanie Sedymentologów, Zakopane 21–24.06.2004 r. Pol. Tow. Geol., Kraków: 102.

LEFELD J. & RADWAŃSKI A. 1960 – Planktoniczne liliowce Saccocoma Agassiz w malmie i neokomie wierzchowym Tatr Polskich. Acta Geol. Pol., 10: 593–614.

LEFELD J. & ŻYTKO R. 2008 – Kreda. [W:] Wagner R. (red.), Tabela stratygraficzna Polski. Karpaty. Państw. Inst. Geol., Warszawa.



- LEFELD J., GAŻDZICKI A., IWANOW A., KRAJEWSKI K. & WÓJCIK K. 1985 – Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Tatra Mountains. *Stud. Geol. Pol.*, 84: 82–93.
- MASSE J.P. & UCHMAN A. 1997 – New biostratigraphic data on the Early Cretaceous platform carbonates of the Tatra Mountains, Western Carpathians, Poland. *Cret. Res.*, 18: 713–729.
- MICHALIK J. & SOTÁK J. 1997 – Stop. 3, Mt Muráň section above the Javorová Valley (High Tatra Mts.). *Mineralia Slovaca*, 29: 360–363.
- MORYCOWA E. & LEFELD J. 1966 – Les Madréporaires des calcaires urgoniens de la série haut-tatrickue dans la Tatra Polonaise (Koralowce z wapieni urgońskich serii wierchowej Tatr Polskich). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 36: 519–542.
- NEUGEBAUER J., GREINER J. & APPEL E. 2001 – Kinematics of the Alpine–West Carpathian orogen and palaeogeographic implications. *J. Geol. Soc.*, 158: 97–110.
- PASSENDORFER E. 1922 – Urgon w Tatrach (Sur l'Urgonien dans la Tatra). *Spr. Państw. Inst. Geol.*, 1: 601–603.
- PASSENDORFER E. 1930 – Studium stratygraficzne i paleontologiczne nad kredą serii wierchowej w Tatrach. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 2: 351–667.
- PASSENDORFER E. 1951 – Kreda Tatr. [W:] Książkiewicz, M. (red.) *Regionalna Geologia Polski*, t. I, Karpaty, 1: 73–81.
- PLAŠIENKA D. & PROKEŠOVÁ R. 1996 – Towards an evolutionary tectonic model of the Križna cover nappe (Western Carpathians, Slovakia). *Slovak Geol. Mag.*, 3–4/96: 279–286.
- PSZCZÓŁKOWSKI A. 2001 – Stratygrafia kalpionelidowa i podział stratygraficzny dolnej części formacji margli z Kościeliskiej w Tatrach Zachodnich. [W:] Bąk K. (red.), *Trzecie Ogólnopolskie Warsztaty Mikropaleontologiczne, Mikro-2001, Zakopane 31.05–02.06.2001*, Streszczenie Referatów i Posterów: 54–57.
- PSZCZÓŁKOWSKI A. 2003 – Kościeliska Marl Formatin (Lower Cretaceous) in the Polish Western Tatra Mountains: lithostratigraphy and microfossils zones. *Stud. Geol. Pol.*, 121: 7–50.
- RABOWSKI F. 1925 – Budowa Tatr. Pasma wierchowe. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, 3: 169–177.
- RABOWSKI F. 1959 – Serie wierchowe w Tatrach Zachodnich. *Pr. Inst. Geol.*, 27: 1–178.
- REHÁKOVÁ D. 1995 – Upper Jurassic–Lower Cretaceous carbonate microfacies and environmental models for the Western Carpathians and adjacent palaeogeographic units. *Cret. Res.*, 16: 283–297.
- UCHMAN A. 1997 – Paleośrodowisko margli kredowych w Tatrach Polskich w świetle badań ichnologicznych. *Prz. Geol.*, 45 (10): 1018–1023.
- ZAWIDZKA K. 1967 – Budowa geologiczna Przełęczy Sywarowej w Tatrach Zachodnich. *Acta Geol. Pol.*, 17: 623–651.
- ZATOŃ M. & TAYLOR P.D. 2009 – Middle Jurassic Cyclostome Bryozoans from the Polish Jura. *Acta Paleont. Pol.*, 54 (2): 267–288.

Praca wpłynęła do redakcji 2.10.2013 r.

Akceptowano do druku 6.10.2014 r.